

黒部川流域における宇奈月帯・飛騨外縁帯の南方延長 —— 花崗岩体中のゼノリス類の分布と産状 ——

加 納 隆*

Southern extension of the Unazuki belt and the Hida marginal belt
in the Kurobegawa area, Central Japan, estimated from the occurrence of
xenoliths within granitic bodies

Takashi KANO*

Abstract The northeastern part of the Hida region, the Kurobegawa area, is underlain by three geologic units; the Hida, Unazuki and Hida marginal belts. The Hida belt composed mainly of high-grade gneisses occupies the westernmost part of the area. The Unazuki belt is made up of medium-pressure type crystalline schists originated from upper Carboniferous strata and is in westward dipping thrust contact with the gneissic complex. The Hida marginal belt, which is considered to be a serpentinite mélange, includes non- or weakly metamorphosed Paleozoic sediments and high-pressure type crystalline schists.

The southern extension of the Unazuki and Hida marginal belts are obscured by the intrusion of early Mesozoic and late Cretaceous to Paleogene granites. However, the hidden parts are traceable within the granites by the occurrence and lithology of xenoliths. It is likely that, three belts had come into contact with each other before the intrusion of early Mesozoic granites. The Unazuki belt and its basement of the Hida belt had been bordered with the Hida marginal belt by a tectonic zone trending in the N-S to NNW-SSE direction. This Kurobegawa sheared zone can be recognized by tracing the intermittent but linear distribution of xenolithic blocks and thermally metamorphosed granite-mylonite.

はじめに

飛騨帯東北端の黒部川下流部(宇奈月地域)には、東西 10 km ほどの間に飛騨帯・宇奈月帯・飛騨外縁帯の、それぞれ基本的性格を異にする三つの地質体が南北に並んで分布している。この配列が、いつごろ、どのようにして成立したかは、西南日本の地史を考えるうえで大変重要な課題である。

たとえば最近、小松・茅原(1982)や小松ほか(1985)は、3帯が西から東へ飛騨帯・宇奈月帯・飛騨外縁帯の順で互いに衝上断層で重なるパイルナッ

プ構造を構成する、というスキームを提案した。また原ほか(1986)は、飛騨帯が三郡帯の上にナップで重なるモデルについて論じた中で、宇奈月帯と飛騨外縁帯の間の地質体(ヤタゾウ谷岩体、後述)の重要性を指摘している。

しかし、こうした配列がみられるのは宇奈月周辺のみで、その南方は中生代前期と白亜紀後期～古第三紀の花崗岩類が広く貫入するため、ほとんどわからなくなっている。

著者は、従来それら花崗岩類を主目的として、黒部川流域から飛騨山脈一帯を調査してきたが、その過程で現存の宇奈月帯・飛騨外縁帯の岩石に類似したゼノリス状岩体(岩片)が、花崗岩中に点々と存在し、それらが両帯の南方延長部に相当することを

* 山口大学理学部地質学鉱物科学教室。Department of Mineralogical Sciences and Geology, Faculty of Science, Yamaguchi University, Yamaguchi, 753 Japan.

知った。つまり、花崗岩体の貫入によって各地質体の位置関係は大きく変化していないこと、ゼノリスの分布から宇奈月帯・飛驒外縁帯の“失われた南方部分”の復元—Ghost Stratigraphy (PITCHER & BERGER, 1972)—が可能であること、またおそらくは中生代前期(約 180 Ma)以前に両帯は接合して現在の配列が成立していたこと、が推定できる。

小論ではこうした趣旨で、花崗岩体中のゼノリス状変成岩類の分布・産状・岩相を記載する。また、現在の黒部川の流路に沿って、ゼノリス状岩体の配列とあわせて、熱変成を受けた圧砕岩類の存在する狭長な地帯があることを明らかにし、その意味を考察する。

調査にあたって、総合研究(A)「西南日本内帯に点在する低温高压型変成帯の復元に関する総合的研究」(代表者: 西村祐二郎山口大学教授)からご援助をいただいた。またこれに先立って、総合研究(A)「飛驒外縁帯の地質学的岩石学的研究」(代表者: 茅原一也新潟大学教授)からもご援助をいただいた。関係各位に感謝の意を表したい。

黒部川流域の地質構成

黒部川流域から飛驒山脈(いわゆる北アルプス)一帯の地域は、主として以下の岩石から構成される(第1図)。

A. 飛驒片麻岩類

飛驒帯は、飛驒片麻岩類とそれらを貫く中生代前期の花崗岩類よりなる複合岩体である。片麻岩類は、宇奈月町西方の片貝川—早月川流域に分布し、おもに角閃石片麻岩よりなり、結晶質石灰岩や石灰珪質片麻岩などを挟む。南北性の片理や褶曲構造が発達する。一部は、中生代前期花崗岩(片貝川花崗岩)の進入に伴う後退変成とカリ交代作用を受けて、眼球片麻岩やブラストマイロナイトに変化している(加納, 1973, 1975b)。宇奈月帯とは、西傾斜の衝上断層または圧砕岩帯で接する(広井, 1978)。

B. 宇奈月帯の結晶片岩類

宇奈月結晶片岩、宇奈月帯あるいは宇奈月グループ(広井, 1978)、または烏帽子山層群(ISHIOKA & SUWA, 1956; 加納, 1973)は、宇奈月町周辺に南北に狭長な分布を示し、下位より結晶質石灰岩層・十字石片岩層・レプタイト層(大半を占める)よりなる。レプタイト層の下半部はおもに中性～酸性火山岩源の石英長石質片岩(赤色レプタイト・灰色レプ

タイトなど; ISHIOKA & SUWA, 1956)よりなるが、上半部は砂泥質岩・塩基性岩起源の雲母片岩・角閃石片岩・角閃岩を多量に挟む。宇奈月帯は上部石炭系を原岩とし、250～210 Maに藍晶石-珪線石タイプの中圧型変成作用を受けた地帯である(広井, 1978; HIROI, 1981)。

C. 飛驒外縁帯

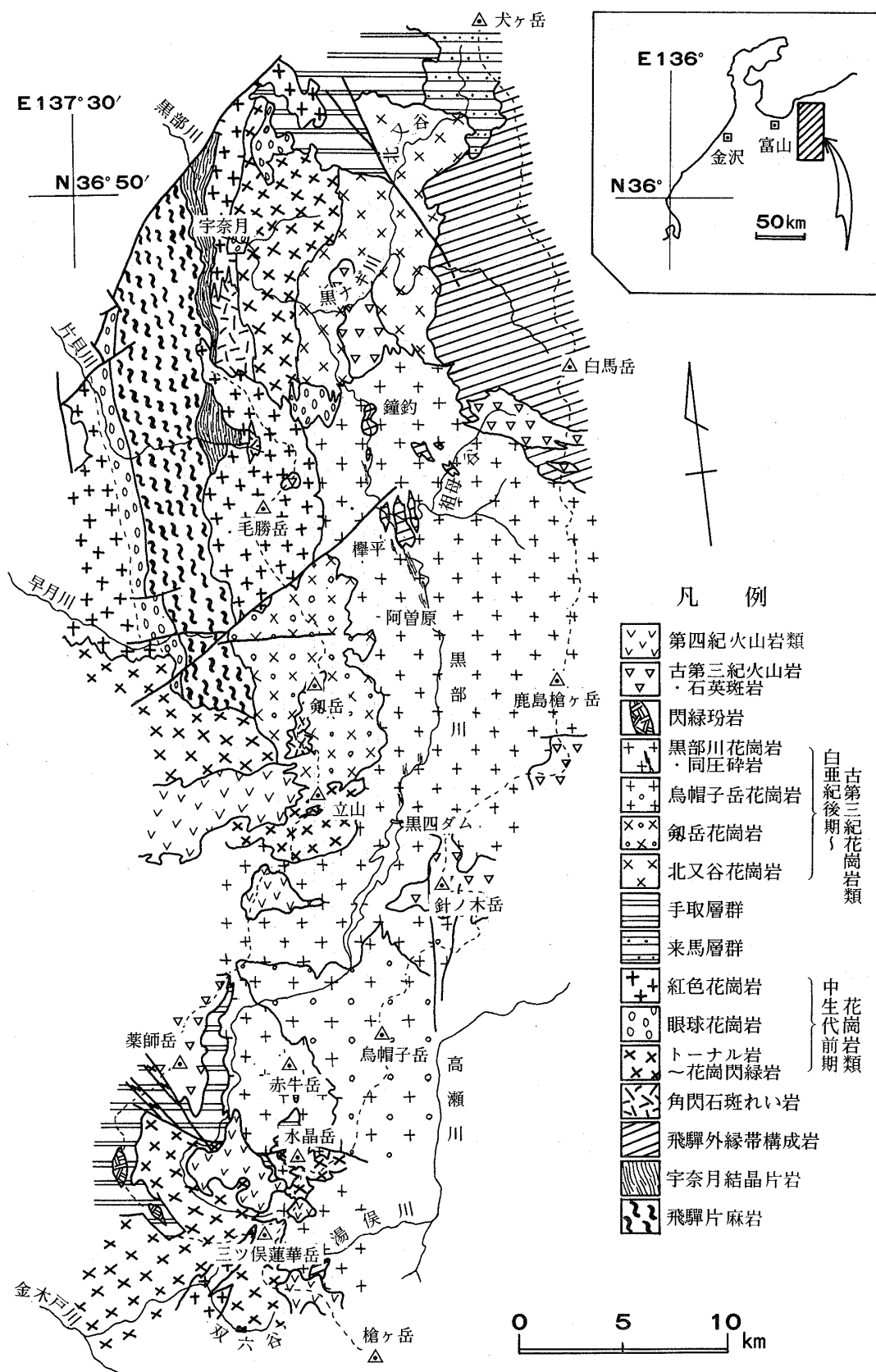
黒部川流域では、北又谷・黒^{くろなご}雞川・祖母^{ばば}谷上流部に露出し、主として非変成～弱変成古生層(?, 白馬岳南方の石灰岩から石炭紀中期のサンゴ化石を産するが、当地域の非石灰岩相の年代は未確定)よりなり、青海-蓮華^{れんげ}帯(CHIHARA *et al.*, 1979)の一部を構成する。当地域では、中性～酸性ないし砂泥質岩源の弱変成岩・塩基性火山岩(枕状溶岩・火山碎屑岩・輝緑岩を含む)と同源の弱変成岩・チャート・砂岩・頁岩・石灰岩および角閃石片岩・蛇紋岩などからなっている(加納, 1975a)。青海-蓮華帯は一種の蛇紋岩メランジと考えられ、宇奈月側より内側メランジ帯・外側メランジ帯・蛇紋岩ナッペ帯・外側堆積岩帯に区分される(小松・茅原, 1982; 小松ほか, 1985)。これによれば当地域は、堆積性オリストストローム相よりなる内側メランジ帯にあたる。

D. 中生代前期花崗岩類

黒部川下流域には宇奈月岩体・ヤタゾウ谷岩体・毛勝^{けから}岳岩体などが、中央部には大熊山岩体・立山岩体、南部には下之本岩体の一部が、それぞれ分布する。宇奈月岩体はおもに紅色花崗岩よりなり、眼球状岩相や変斑れい岩～閃緑岩質岩相を含む。ヤタゾウ谷岩体は石英閃緑岩～花崗閃緑岩よりなるが、岩体西縁部で各種ゼノリスを多量に含むミグマタイト様岩相が発達する。毛勝岳岩体はおもに粗粒紅色花崗岩よりなる。大熊山・立山・下之本の各岩体は、おもにトーナル岩～花崗閃緑岩よりなる。これらは従来、船津花崗岩類(加納, 1973, 1974では船津期花崗岩類)として一括されてきたが、同位体年代値が必ずしも船津花崗岩本体と一致せず(田中・加々美, 1987a)、場所も互いに離れているため、ここでは中生代前期花崗岩類として一括する。

E. 来馬層群・手取層群

下部ジュラ系来馬^{くるま}層群(小林ほか, 1957)は、北又谷上流部に分布し、北又谷花崗岩体に貫かれる。中部ジュラ系～下部白亜系手取層群(前田, 1958, 1961)は、薬師岳周辺から西方に分布し、黒部川花崗岩体



第1図. 黒部川流域の地質図.

白馬岳北方の来馬層群・手取層群の分布は藤井ほか(1970), 鐘釣西方のゼノリス状岩体は諏訪・小林(1966), 鹿島槍ヶ岳～針ノ木岳周辺の火山岩類の分布は石沢(1982)を参考にした.

に貫かれる。黒部川上流の赤牛岳～水晶岳間の稜線上には、花崗岩体上のルーフペンダントとして分布する。薬師岳周辺では、アルコース砂岩と礫岩を主体に頁岩を挟む。礫岩には、花崗岩礫を主とするもの、正珪岩礫を主とするもの、ポリミクティックなものがある。

F. 新期花崗岩類

白亜紀後期～古第三紀に貫入した花崗岩類を、中生代前期花崗岩類に対して新期花崗岩類と呼ぶ。黒部川流域では、北部の北又谷花崗岩体と中～南部の黒部川花崗岩体に区分できる。前者は角閃石黒雲母花崗閃緑岩～トータル岩よりなり、黒雲母の K-Ar 年代は 90 Ma (SUWA, 1966) と 83 Ma・71 Ma (未公表データ, 第 1 表参照) を示す。後者は細～中粒の黒雲母花崗岩を主体とし、大小の塩基性包有物を含む。岩体全体の年代値は 50 Ma 前後と見られるが、^{けやきだいら あそはら} 櫛平～阿曾原周辺の地熱地帯では河床からの高度に応じて、0 Ma から 5 Ma の極端に若い K-Ar 年代が得られ、岩体が冷却しないうちに上昇(黒部川が侵食)したことを示す (NISHIMURA & MOGI, 1986)。

このほかやや斑状の劔岳花崗岩体、紅色カリ長石に富む烏帽子岳花崗岩体が分布する。劔岳岩体の Rb-Sr 年代は 69.3 ± 5.1 Ma (田中・加々美, 1987b) であり、烏帽子岳岩体はさらに東方の有明花崗岩体 (51 Ma) とほぼ同時期である (石沢, 1982)。

G. 火山岩類および石英斑岩

鹿島槍ヶ岳から針ノ木岳にかけて、爺ヶ岳火山岩類や針ノ木岳火山岩類などの古第三紀の中性～酸性火山岩類が分布する (石沢, 1982)。また、これらと

ほぼ同様の火山岩類(火砕岩を含む)が、薬師岳・毛勝岳北東部・黒薙川下流部など黒部川流域に点在する。さらに、白馬岳から鹿島槍ヶ岳周辺や黒部川流域各地に、岩株状・岩脈状の石英斑岩～フェルサイトが貫入している。

立山(弥陀ヶ原)・五色ヶ原・雲ノ平などの高位平坦面上や三ッ俣蓮華岳北東部(鷲羽岳)・槍ヶ岳西方(西鎌尾根)の稜線上には、第四紀の安山岩類が分布する。

ゼノリス類の分布と岩相

以下に述べる A-1 から C-4 の産出地点を第 2 図に示す。

A. 飛驒片麻岩類のゼノリス

A-1: ヤタゾウ谷岩体南部のノボセ谷では、石英閃緑岩～花崗閃緑岩中に露頭延長 10m～数 10m にわたって、縞状構造の発達した黒雲母片麻岩が産出する(第 I 図版-1, -2)。鉱物組合せは、石英-斜長石 (An₂₀ 前後)-茶褐色黒雲母-ざくろ石±緑泥石である。

A-2: 毛勝岳北東約 2 km (ウドの頭) 付近に、毛勝岳花崗岩体をおおって石英安山岩～流紋岩質の火山岩類が分布する。この異質岩片として、毛勝岳花崗岩・黒雲母片麻岩・結晶質石灰岩などとともに、石灰質の飛驒片麻岩類に特徴的に伴われる含透輝石英長石質岩(いわゆる伊西型岩石; 加納, 1981)が見いだされた(第 3 図)。

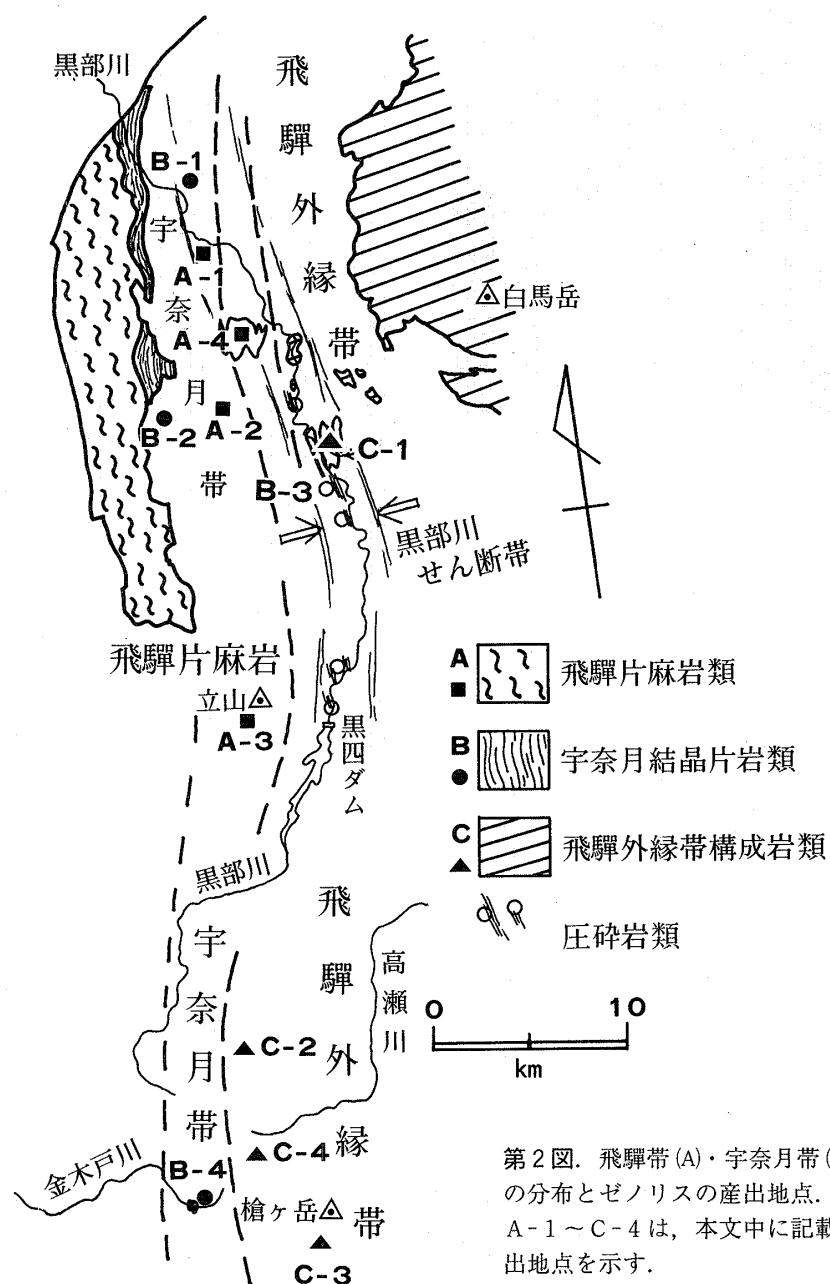
A-3: 立山山頂部に飛驒片麻岩類と深成岩類が分布することは、以前から知られている(柴田・豊

第 1 表. 北又谷花崗岩体の黒雲母の K-Ar 年代.

Sample no.	K (wt%)	Radiogenic ⁴⁰ Ar	Air contamination	K-Ar age (Ma)
(1) 78072904	6.54	0.004223 (⁴⁰ Ar ^R / ⁴⁰ K)	6.53	71
(2) 87082602	4.70	1548.6 ± 16.5 (10 ⁻⁸ cc/g)	4.6	83 ± 3
		1549.9 ± 16.6 (")	4.4	83 ± 3
$\lambda_e = 0.581 \times 10^{-10}/\text{yr.}$ $^{40}\text{K}/\text{K} = 1.167 \times 10^{-2}\text{atom.}\%$				
$\lambda_\beta = 4.962 \times 10^{-10}/\text{yr.}$ $^{40}\text{Ar}^{\text{R}} = \text{Radiogenic Argon } ^{40}$				

(1) 産地: 北又谷旧北又小屋付近。測定は中村栄三氏(現岡山大学地球内部研究センター)による。同氏に感謝する。

(2) 産地: 北又谷新北又小屋付近。測定は三菱金属中央研究所による。本測定に際して総合研究(A)「日本および近傍の大陸縁辺部の花こう岩岩石区と関連金属鉱床に関する研究」(代表者: 津末昭生熊本大学教授)よりご援助をいただいた。



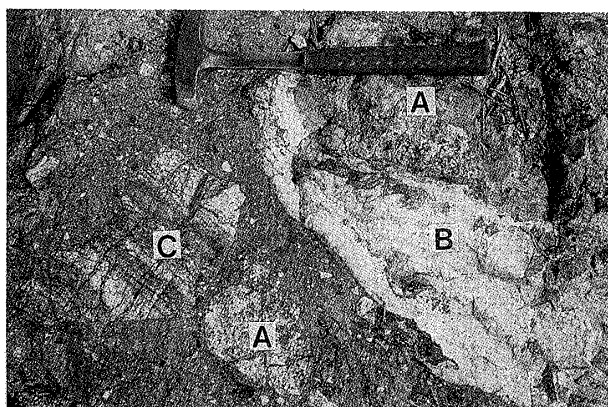
第2図. 飛驒帯(A)・宇奈月帯(B)・飛驒外縁帯(C)の分布とゼノリスの産出地点。
A-1～C-4は、本文中に記載したゼノリスの産出地点を示す。

沢, 1957). 著者の観察では, 片麻岩類は石英閃緑岩～トータル岩(立山花崗岩体, 多分下之本花崗岩体の北方延長部にあたる)中のゼノリス状小岩体～岩片として産出し, ①石灰珪質片麻岩・②角閃石片麻岩・③黒雲母片麻岩などからなっている(第4図). ①はざくろ石-透輝石±石英±緑簾石(スカレン)あるいは斜長石-透輝石-スフェーン, ②は斜長石-石英-カリ長石-緑色角閃石±黒雲母(緑泥石化)±緑簾石, ③は茶褐色黒雲母-石英-斜長石, などからなっている。

A-4: 諏訪・小林(1966)の Plate I・II には, かねつり鐘釣西方(サンナビキ谷)に眼球片麻岩の分布が示さ

れている。これらは宇奈月地域からの連続関係から推定すると, 宇奈月花崗岩に伴われる眼球花崗岩に相当する可能性がある。

以上のことから, 中生代前期花崗岩類貫入以前の片麻岩類の分布は, 現在の露出域より飛驒外縁帯側にも広がっていたことがわかる(第2図)。また, A-1の産出位置は宇奈月帯の下盤側にあたり, A-2は毛勝岳花崗岩体(宇奈月結晶片岩のゼノリスを含む)の下位に片麻岩が存在することを示す。したがって, 宇奈月帯の下位にはもともと片麻岩が伏在していたことが予想される。これは宇奈月帯の原岩相が大陸性～陸棚性であり(HIROI, 1981), 大陸性基盤



第3図. 火山岩中に異質岩片として含まれる飛驒片麻岩.

A: 含透輝石石英長石質岩, B: 結晶質石灰岩(右上のAとBは一つの岩片を構成する), C: 黒雲母片麻岩, マトリックス: 流紋岩質～石英安山岩質火砕岩, 産地: 毛勝岳北東約2km ウドの頭付近.

の存在が暗示されることと調和的である. ただしA-1の片麻岩の岩質は, 西方の片貝川流域と異なり, 砂泥質岩が優勢である.

B. 宇奈月結晶片岩類のゼノリス

B-1 [宇奈月帯の東限とヤタゾウ谷岩体]: ヤタゾウ谷岩体の西縁に沿って, 結晶片岩・結晶質石灰岩・変斑れい岩などの岩片を多量に含む地帯が発達する. 岩片の間はカタクラスティックな石英閃緑岩～花崗閃緑岩が埋め, 岩片は様々な程度に同化作用を受け, アグマタイトからネピュライトに至るミグマタイト構造が発達する. 太田(1961)は, これをヤタゾウ谷シンテキサイト帯と呼んだ. 結晶片岩類には, ①レプタイト・②黒雲母片岩・③角閃石片岩など宇奈月帯構成岩の多くが含まれる(第5図, 第



第4図. 立山山頂付近の飛驒片麻岩(A)とトーナル岩(B).
Aの一部は流動化し, 境界が不明瞭となる.

I図版-3, -4). ①は石英-斜長石-カリ長石-緑色黒雲母±緑泥石±緑簾石, ②は斜長石-石英-褐色黒雲母, ③は斜長石-褐色黒雲母-緑色角閃石-石英±緑泥石, などからなる.

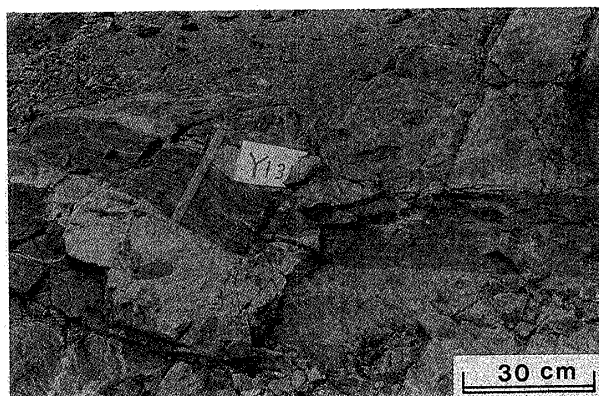
広井(1978)は, これらの分布から, 宇奈月帯の東方延長部(roof-remnants)の構造を明かにした. ゼノリスの量は, 岩体の境界より東方に行くに従い減少し, 2km以東ではほとんど認められない. つまり, 宇奈月帯の東限は, そのあたりまで追跡でき, 飛驒外縁帯分布域から5~6kmを隔てるのみとなる.

B-2 [宇奈月帯と毛勝岳花崗岩体]: 宇奈月帯の露出は, 片貝川上流まで連続し南限を毛勝岳花崗岩体で切られる. しかし, 花崗岩体内に直径数10cmから数mの角礫状ゼノリスとして点在し, さらに南方に続いていたことがわかる. その多くはあまり同化作用を受けておらず, もとの岩相は比較的よく保持されている. 片貝川地域では, 宇奈月帯上半部に見られる砂泥質片岩や塩基性片岩が卓越し, ゼノリスにもこれらが多い(第I図版-5, -6). ゼノリスとして含まれる黒雲母角閃石片岩は, 斜長石-緑色角閃石-褐色黒雲母-石英, 角閃石片岩は斜長石-緑色角閃石-石英-スフェーン±緑簾石よりなっている.

結晶片岩は優白質中粒花崗閃緑岩(ヤタゾウ谷岩体に類似する)に包有され, それらをさらに毛勝岳花崗岩が包有するという二重の包有関係が認められる(第6図).

B-3: 樺平周辺から阿曾原にかけて, 黒部川花崗岩中にヘレフリンタ様細粒片状岩が断片的に分布する. 岩相上レプタイトに類似するが, 熱変成した花崗岩源ブラストマイロナイトである可能性が大きい.

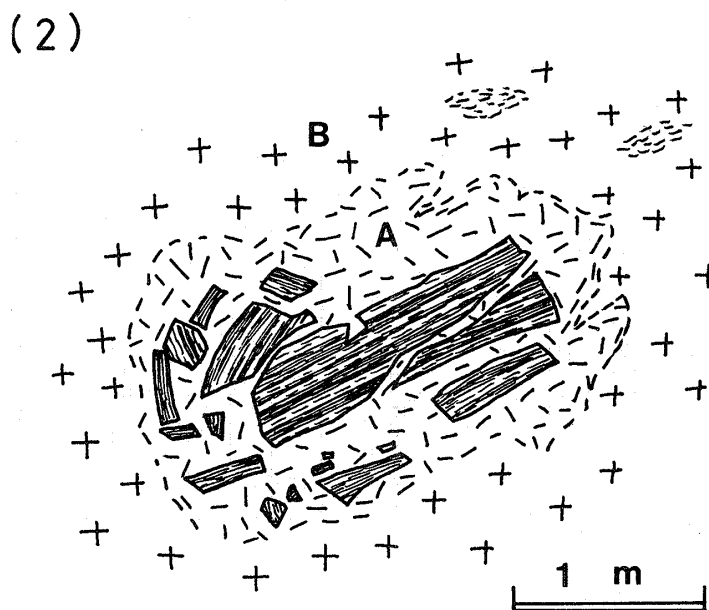
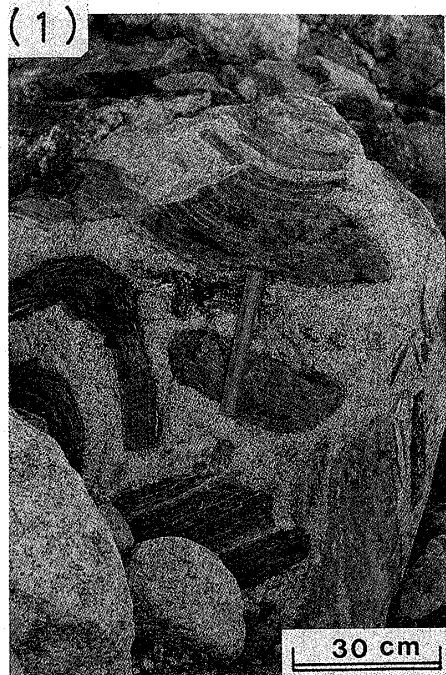




第5図. ヤタゾウ谷岩体中の宇奈月結晶片岩の産状。比較的元の構造をよく残した部分，産地：宇奈月町ヤタゾウ谷入口付近。

い(次章参照)。

B-4 [下之本花崗岩体中の結晶片岩]：高原川支流金木戸川最上流部(双六谷)のトーナル岩～花崗閃緑岩中に、露頭延長数10 m にわたって結晶片岩類が露出する。同地点を中心に前後約500 m にわたって同様のゼノリスが包有され(第7図)，さらに転石の分布状況から双六谷上流部一帯にその存在が予想される。また、同地点付近には直径3～5 m の結晶質石灰岩・ざくろ石-透輝石-珪灰石スカン塊を含むトーナル岩(転石)が存在する。



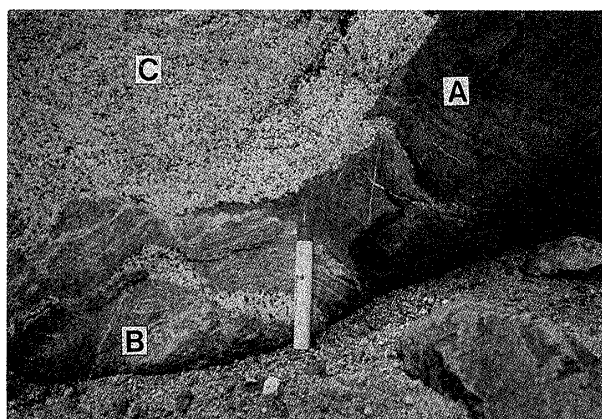
第6図. 毛勝岳花崗岩体に包有される宇奈月結晶片岩。

(1)：毛勝岳花崗岩に直接包有される結晶片岩。産地：毛勝岳西方約2 km の転石。(2)：結晶片岩を中粒花崗閃緑岩(A)が包有し、それをさらに毛勝岳花崗岩(B)が包有する。産地：毛勝岳西方約2 km の転石。

結晶片岩類には、①角閃石片岩・②黒雲母片岩・③①と②の細互層・④角閃岩が認められる。①～③には細かい(数mm～数cm)縞状構造と片理が発達し、④は比較的塊状である。①は斜長石-石英-緑色角閃石±緑褐色黒雲母、②は斜長石-石英-緑褐色黒雲母±緑色角閃石、④は①とほぼ同様の鉱物組合せを示す。①～③では、黒雲母・角閃石の定向配列が見られるが、優白質部は等粒状グラノブラスティック組織を示す。また、①と②(とくに②)には明瞭なブラストポーフイリティック組織が認められる(第Ⅱ図版-1)。ゼノリスには花崗岩質脈の注入を受け、同化されたり流動化したような部分もあるが、原岩の組織が残っている部分の岩相から、宇奈月帯のレプタイト層の上部に多い砂泥質片岩や塩基性片岩に対比される。

C. 飛騨外縁帯構成岩類のゼノリス

C-1 [祖母谷変成岩と鐘釣-樺平間のゼノリス]：鐘釣～樺平～祖母谷にかけて、黒部川花崗岩体中に強く熱変成した結晶片岩類(祖母谷変成岩)や石灰岩などが存在する。樺平～祖母谷間には、①砂泥質千枚岩～黒雲母片岩・②角閃石黒雲母片岩・③石灰珪質片岩および石灰岩が、樺平周辺には砂泥質岩のほかに閃緑岩が分布する。①は斜長石-石英-褐色黒雲母-白雲母±堇青石、②は斜長石-石英-褐色



第7図. 下之本花崗岩体に包有される結晶片岩.

A : 角閃石黒雲母片岩と黒雲母角閃石片岩の互層,
B : やや流動化した黒雲母片岩, C : トーナル
岩～花崗閃緑岩, 産地: 金木戸川上流双六谷.

黒雲母-緑色角閃石±緑簾石, ③はざくろ石-透輝石-珪灰石-方解石-緑簾石-角閃石-黒雲母を含む.

これらは全体に再結晶が著しく, ①や②は優白質脈の注入や見かけ上粗粒化するため, 片麻岩様の岩相を呈する部分がある. しかし, それは熱変成と同化作用のためであって, 加納(1975a)は, (1)飛驒外縁帯白馬岳地域の構成岩石との類似性, (2)祖母谷～白馬岳間にも同様のゼノリス状岩体があって分布が連続すること, (3)砂泥質片岩中の千枚岩様残存組織, (4)ホルンフェルス化した砂岩・泥岩互層の産出などの点から, 飛驒外縁帯の非～弱変成古生層が新期花崗岩中に取り込まれたものであることを示した.

したがって, 祖母谷変成岩の北方延長上に存在する石灰岩体(鐘釣山)・縞状チャート・塩基性片岩～砂質片岩・珪質片岩・変成ひん岩なども飛驒外縁帯メンバーと考えられる. また, 樺平付近の閃緑岩類は岩相上, 下之本花崗岩体に伴うものに対比でき, 同岩体は南端部(野沢ほか, 1979)と同様に, ここでも飛驒外縁帯に対して貫入関係をもっているものと考えられる.

C-2 : 水晶岳山頂付近には, ざくろ石スカルの小岩体の存在が以前から知られている. これは下之本花崗岩体最東端部のトーナル岩中のゼノリスで, おそらく飛驒外縁帯の石灰岩に由来する.

C-3 : 槍ヶ岳山頂付近にも, ①塩基性片岩・②砂泥質片岩の産出が知られている(第Ⅱ図版-2, -3). ①はアクチノ閃石-曹長石-緑簾石-方解石-スフェーン, ②は石英-曹長石-緑泥石-白雲母-アク

チノ閃石-緑簾石-黒雲母よりなる. これらは穂高安山岩(原山, 1979)に取り込まれたもので, 飛驒外縁帯の結晶片岩に対比される.

C-4 : 高瀬川最上流部湯俣川源流の槍ヶ岳西方稜線に続く支稜線上に, 砂岩・頁岩・チャート・塩基性火山岩(凝灰岩)が分布することがわかった. 露頭は未確認であるが, 河谷側壁からの崖錐や土石流堆積物として大量に存在する. いずれも強く熱変成していること, 河谷底は全て新期花崗岩であることから, 同花崗岩上のルーフペンダントあるいはゼノリス状岩体であると考えられる. これらも分布と岩相構成上, 飛驒外縁帯の古生層に対比される可能性が強い(美濃帯相当層かも知れない).

黒部川せん断帯

A. 圧砕岩類の分布と岩相

黒部川本流に沿った狭長な地帯には, 各種のゼノリス状岩体とともに, 再結晶した圧砕岩類が断続的に産出する. 圧砕岩類は, 少なくとも鐘釣付近から黒四ダム付近まで南北約20 km, 樺平付近では東西約2 kmの範囲に分布する. その分布トレンドと片理面の走向はN-S～NNW-SSEを示し, ゼノリス類の分布トレンドとも一致する. こうした圧砕岩類の分布地帯を, 仮に「黒部川せん断帯」と呼ぶことにする(第2図). 本地帯には次の2種の圧砕岩類が産出する.

一つはヘレフリンタ様の細粒片状岩である(第Ⅱ図版-4, -5). 本岩は細かな(1～5 mm)縞状構造と片理が発達し, 石英-斜長石-緑色角閃石または石英-斜長石-緑褐色黒雲母, あるいは両者の細互層よりなる優黒質縞と石英長石質の縞からなっている. 平均粒度は0.01～0.02 mm, ほぼ等粒状で黒雲母・角閃石の定向配列が著しい. しばしばやや粗粒(直径0.5 mm)の半自形斜長石を中心とした小眼球状構造を示す. こうした岩石組織は, レプタイトのブラストポーフリティック組織に似るが, 斜長石の破断変形を伴っているため, ポーフロクラスティック組織とフラクション構造であると見られる. また, 細粒部と互層ないし脈状～レンズ状の集合体をなす石英は, 比較的粗粒(0.1～0.2 mm)・等粒状・ポリゴナルで波動消光を示さない.

熱変成したレプタイトあるいは圧砕されたレプタイトが再結晶したものとの区別は極めてむずかしいが, 花崗岩源圧砕岩との密接な産状(第Ⅱ図版-6)

からすると、これらの多くは、黒部川花崗岩源の圧砕岩であると考えられる。

もう一つは、明らかに黒部川花崗岩自体が圧砕されたマイクロプレッチャー～プロトマイロナイト～ブラストマイロナイトである(第Ⅱ図版-6)。破碎された大きな長石間を埋めて脈状～レンズ状集合体をなす石英は、前記と同様の等粒状・ポリゴナルな再結晶粒であり、脆性変形後に再結晶したことがわかる。

なお、以上の圧砕岩帯の北方延長上には、ヤタゾウ谷岩体西縁部のシンテキサイト帯があり、これも「黒部川せん断帯」の一部をなしていた可能性がある。

B. 飛騨帯・宇奈月帯と飛騨外縁帯の境界

第2図に示すように、飛騨帯・宇奈月帯構成岩類のゼノリス分布域は互いに重なるが、飛騨外縁帯のそれとは重ならない。その境界は黒部川本流に沿い、圧砕岩類の分布地帯(黒部川せん断帯)を境として、前二者は西方に、後者は東方にのみ分布するように見える。つまり黒部川せん断帯は、黒部川花崗岩貫入(古第三紀)以前に、飛騨帯と宇奈月帯よりなる地塊(大陸性地塊)と飛騨外縁帯よりなる地塊(多分海洋性地塊)との境界をなしていた可能性が高い。

下之本花崗岩体が両地塊に対して貫入・包有関係を持つことから、中生代前期にはすでに両者は接合していたと考えられる。また、ヤタゾウ谷岩体の花崗質岩が固結時に圧砕作用を受けている(太田, 1961)ことから、せん断帯の形成は中生代前期にさかのぼれる可能性がある。

一方、黒部川花崗岩自体が圧砕されかつ再結晶していることから、せん断運動は古第三紀以降のある時期に終息したと見られる。周辺には花崗岩体以外に熱源は想定しにくいので、まだ冷却しきっていない花崗岩自体によって再結晶したものと考えられる。ただし、本岩体が黒雲母のK-Ar閉鎖温度以下に冷却したのは最近のことである(NISHIMURA & MOGI, 1986)ので、相当後まで運動していたことが予想される。

ま と め

1. 黒部川流域におけるゼノリス類の分布から、飛騨帯・宇奈月帯・飛騨外縁帯の失われた南方延長部の復元が可能である。各帯の配列は花崗岩体中にも保存されていて、ほぼ南北のトレンドを示す。

2. 中生代前期花崗岩は、上記3帯と直接貫入・包有関係にあり、花崗岩貫入(180 Ma)以前に3帯は互いに接合していた。

3. 飛騨外縁帯は、現分布域より10 km以上飛騨帯側に広がっていたが、飛騨片麻岩・宇奈月結晶片岩のゼノリスの分布とは重ならず、おおむね現黒部川より東方に限られる。宇奈月帯の下位には、飛騨片麻岩が伏在していた可能性が高いが、飛騨外縁帯相当の岩石が存在していたことを示す証拠は見いだされない。

4. 黒部川に沿って、南北に圧砕岩類が断続的に産出する狭長な地帯があり、これを「黒部川せん断帯」と呼ぶ。飛騨帯と宇奈月帯よりなる大陸性地塊と飛騨外縁帯とは本せん断帯によって境されていたらしい。

5. 黒部川せん断帯の形成は中生代前期(以前?)にさかのぼり、古第三紀花崗岩の固結後も動いていたが、後に冷却しきっていない花崗岩自体によって再結晶し固定された。

文 献

- CHIHARA, K., KOMATSU, M., UEMURA, T., HASEGAWA, Y., SHIRAI, S., YOSHIMURA, T. and NAKAMIZU, M., 1979: Geology and tectonics of the Ōmi-Renge and Jōetsu tectonic belts (5): Geology and tectonics of the Ōmi-Renge tectonic belt. *Sic. Rept. Niigata Univ.*, [E], no. 5, 1-61.
- 藤井昭二・相馬恒雄・大塚寅雄・近藤善教・小川健三・坂本清次・浅野久男, 1970: 富山県地質図(15万分の1). 富山県.
- 原 郁夫・鈴木盛久・角田浩二, 1986: 三郡帯と飛騨帯の構造的関係. 内帯高压変成帯, no. 3, 41-43.
- 原山 智, 1979: 中部地方における白亜紀酸性火山岩類の苦鉄質鉱物の化学組成の特徴. *MAGMA*, no. 56, 23-29.
- 広井美邦, 1978: 飛騨変成帯宇奈月地域の地質. 地質雑, 84, 521-530.
- HIROI, Y., 1981: Subdivision of the Hida metamorphic complex, Central Japan and its bearing on the geology of the Far East in pre-Sea of Japan time. *Tectonophysics*, 76, 317-333.
- ISHIOKA, K. and SUWA, K. 1956: Metasomatic development of staurolite schist from rhyolite in the Kurobegawa area, central Japan. A preliminary report. *Jour. Earth Sci. Nagoya Univ.*, 4, 123-140.
- 石沢一吉, 1982: 北アルプス鹿島槍ヶ岳-烏帽子岳付近の火成岩類の地質. 地質雑, 88, 215-230.
- 加納 隆, 1973: 富山県東半部の飛騨変成帯の地質につ

- いて(その1)一地質構造区分, 船津期深成作用の特徴および変成岩類の岩相層序区分について. 地質雑, **79**, 407-421.
- , 1974: 飛驒変成帯の深成岩類. 富山県地学地理学研究論集, 第6集, 155-186.
- , 1975a: 飛驒外縁帯東北部, 白馬岳・祖母谷周辺の地質について. 地団研専報, no. 19, 89-101.
- , 1975b: 飛驒変成帯東部における船津期重複変形と重複変成作用について. 地質雑, **81**, 595-609.
- , 1981: 飛驒変成帯のミグマタイト構造. 地質雑, **87**, 315-328.
- 小林貞一・小西健二・佐藤 正・速水 格・徳山 明, 1957: 来馬層群 (ジュラ系下部). 地質雑, **63**, 182-194.
- 小松正幸・茅原一也, 1982: 飛驒外縁帯, 青海-蓮華メランジェ. 日本地質学会第89年学術大会講演要旨, 54-55.
- ・宇次原雅之・茅原一也, 1985: 北部フォッサマグナ周辺の基盤構造. 新潟大理研報, no. 5, 133-148.
- 前田四郎, 1958: 飛驒山地の手取層群の層序と構造. 地質雑, **64**, 388-398.
- , 1961: 手取層群の地史学的研究. 千葉大文理紀要, **3**, 369-426.
- NISHIMURA, S. and MOGI, T., 1986: The interpretation of discordant ages of some granitic bodies. *Jour. Geothermal Res. Soc. Japan*, **8**, 145-164.
- 野沢 保・浅見正雄・伊藤正裕・広井美邦・星野光雄・稲月恒夫・金山憲勇・加納 隆・相馬恒雄・村上允英, 1979: 本郷付近における船津花崗岩類の接触関係. 地質学論集, no. 17, 135-148.
- 太田昌秀, 1961: 宇奈月町東方の Syntexite 帯について. 地質雑, **67**, 451-462.
- PITCHER, W. S. and BERGER, A. R., 1972: *The Geology of Donegal: A Study of Granite Emplacement and Unroofing*. 435p., Wiley-Interscience.
- 柴田秀賢・豊沢弘正, 1957: 立山火山付近の地質と岩石. 地質雑, **63**, 609-618.
- SUWA, K., 1966: Radiometric age and mineralogy of muscovite from a granite pegmatite transgressing the Hida metamorphic complex in the upper Katakai river area, Toyama Prefecture, central Japan. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **72**, 523-529.
- 諏訪兼位・小林英夫, 1966: 宇奈月・猪谷, 地質見学案内書. 19p., 金沢大地質教室.
- 田中 忍・加々美寛雄, 1987a: 船津花崗岩類における Sr 同位体比の広域的变化. *MAGMA*, no. 80, 10-14.
- ・——, 1987b: 北アルプス北部, 剣岳～毛勝山地域に分布する花崗岩類の Rb-Sr 年代. 地質雑, **93**, 929-932.

図 版 説 明

第Ⅰ図版. 顕微鏡写真. スケールは全て 0.5 mm, 2のみ単ニコル, 他は直交ニコル.

- 1, 2: ヤタゾウ谷岩体中のざくろ石黒雲母片麻岩(産地: ノボセ谷, No. N109).
- 3: 宇奈月帯の石英長石質片岩(いわゆる赤色レプタイト, 自形に近い斜長石残斑晶を含む)(産地: 宇奈月北方約 2 km 黒部川右岸, No. Ku 215).
- 4: ヤタゾウ谷岩体中の石英長石質片岩(灰色レプタイト, 右上に斜長石残斑晶を含むが, 3に比べやや再結晶がすすむ)(産地: ヤタゾウ谷入口付近, No. Y129).
- 5: 片貝川流域の黒雲母角閃石片岩(産地: 片貝川東又谷, No. Ka 130).
- 6: 毛勝岳花崗岩に包有される黒雲母角閃石片岩(I-5に比べ粗粒化する)(産地: 片貝川阿武木谷, No. Ka 408-3).

第Ⅱ図版. 顕微鏡写真. スケールは全て 0.5 mm, 3, 5は単ニコル, 他は直交ニコル.

- 1: 下之本花崗岩体中の角閃石黒雲母片岩(累帯構造をもった自形斜長石残斑晶を含む)(産地: 金木戸川上流双六谷, No. 81081703 T).
- 2, 3: 槍ヶ岳山頂付近の塩基性片岩(緑簾石-アクチノ閃石片岩)(産地: 槍ヶ岳肩ノ小屋付近, No. 73032704 T).
- 4, 5: 黒部川花崗岩体中のヘレフリンタ様細粒片状岩(斜長石の眼球状残晶を含む細粒部と片理に平行なやや粗粒等粒状ポリゴナル再結晶石英集合体)(産地: 樺平南方約 2.5 km, No. 80081511).
- 6: 黒部川花崗岩の圧砕岩(破碎された斜長石と右上すみのひずんだ石英の粗粒結晶との間を4に類似した細粒部が埋める, 中央部には等粒状ポリゴナル再結晶石英集合体が存在する)(産地: 樺平南方約 2.5 km, No. 87082207-2).